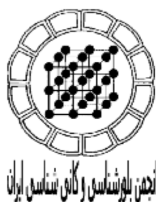
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۵۶۵ تا ۵۷۴



ضخامت پوسته و نقش آن در بارور بودن ماگما با استفاده از شیمی زیرکن: بررسی موردی مجموعه ماگمایی سنگان

مجید قاسمی سیانی*[1]، بهزاد مهرابی[1]، فرانز نوی‌بایر[2]

۱- گروه زمین شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ایران

۲- گروه محیط زیست و تنوع زیستی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه سالزبورگ، اتریش

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۰/۲۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۲/۲۷)

چکیده: فلات ایران در یکی از پیچیده‌ترین موقعیت‌های زمین پویایی کمربند آلپ-هیمالیا قرار دارد. منطقه معدنی سنگان بزرگترین منطقه سنگ آهن اسکارنی سنوزوئیک در دورترین بخش شرق کمان ماگمایی البرز در ایران است. توده‌های گرانیتوئیدی در منطقه معدنی سنگان شامل توده‌های بارور سرنوسر دربردارنده سینیت، سینوگرانیت و گرانیت و توده‌های عقیم سرخر و برمانی شامل مونزوگرانیت و سینوگرانیت هستند. در این پژوهش، از ترکیب ۸ نمونه زیرکن از گرانیتوئید سرنوسر، سرخر و برمانی به عنوان یک ابزار اکتشافی مهم برای بازسازی دوباره تکامل ضخامت پوسته در کمان ماگمایی سنگان استفاده شده است. ناهنجاری Eu/Eu^* زیرکن (بهنجار شده با کندریت) با $(La/Yb)_N$ سنگ کل همبستگی مثبت دارد که از آن برای بازسازی ضخامت پوسته در زمان تشکیل توده‌ها استفاده شده است. نتایج بررسی‌های نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای بارور سرنوسر در پوسته ضخیم‌تری نسبت به گرانیتوئیدهای عقیم سرخر و برمانی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *ضخامت پوسته؛ باروربودن ماگما؛ شیمی زیرکن؛ ناهنجاری یوروپیوم؛ اسکارن سنگان.*

مقدمه

منطقه معدنی سنگان در بخش جنوب‌غربی ورقه تایباد و بین طول‌های جغرافیای ۶۰°۲۴′ تا ۶۰°۴۵′ و عرض‌های جغرافیایی ۳۴°۲۶′ تا ۳۴°۳۳′ واقع بوده و با روند شرقی-غربی در راستای توده گرانیتوئیدی سرنوسر تشکیل شده است. معادن سنگ‌آهن سنگان شامل سه گستره غربی (دربردارنده کانسارهای A′، A، B، Cs و Cn)، مرکزی (شامل کانسارهای باغک، BK و دردوی، D) و شرقی (دربردارنده کانسارهای سنجدک یک تا سه، SDI, SDII, SDIII، معدن‌جو، MD، سم‌آهنی، SA و فرزنه، FZ) است (شکل ۱).

تاکنون بررسی‌های بسیاری از دیدگاه‌های مختلف از جمله سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی زون‌های اسکارنی، شیمی کانی‌های اسکارنی و سن‌سنجی توده نفوذی سرنوسر و ویژگی‌های زمین-شیمیایی آن و ارتباط آن با کانی‌سازی اسکارن بر کانسارهای منطقه معدنی سنگان انجام شده است [۱-۱۱]. این پژوهش بر توده‌های نفوذی سرنوسر، سرخر و برمانی متمرکز است که در ادامه شرح مختصری در مورد آنها ارایه می‌شود. توده‌های سرنوسر با ترکیب سینیت تا سینوگرانیت در بخش غربی منطقه معدنی سنگان سن اورانیوم-سرب زیرکن ۰٫۶ ± ۳۹٫۱ تا ۰٫۵ ± ۳۸٫۳ میلیون سال را نشان داده‌اند [۲، ۱۲]. همچنین سینوگرانیت توده معدنی باغک مرکزی دارای سن ۰٫۶ ± ۳۹٫۲ میلیون سال است [۸]، در حالی که سنگ‌های سینوگرانیتی در بخش شمال‌شرقی منطقه معدنی سنگان، در نزدیکی کانسار فرزنه، سن ۰٫۸ ± ۴۲٫۵ تا ۰٫۱ ± ۴۳٫۹ میلیون سال دارند [۹].

افزون بر این، کوارتز مونزونیت و سینوگرانیت دارای رخنمون در بخش غربی منطقه معدنی سنگان که میزبان کانی-سازی مگنتیت نیز محسوب می‌شود، دارای سن اورانیوم-سرب زیرکن برابر با ۰٫۸ ± ۴۲٫۳ و ۰٫۵ ± ۴۰٫۰ میلیون سال هستند

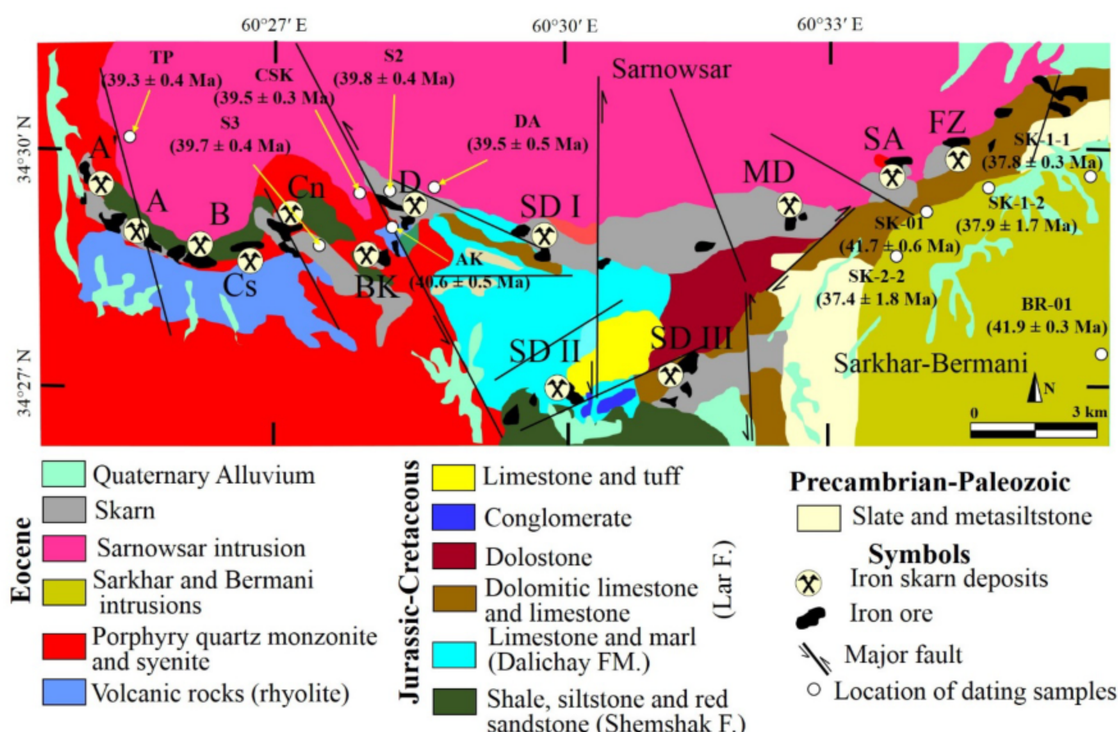
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۹۲۹۹۴۷، پست الکترونیکی: m.ghasemi@khu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.11.6]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.565]

[۸]. بررسی پیشین [۱۳، ۱۴] نشان داد که سن کانی‌سازی اسکارن ۰/۴ ± ۳۹/۷ و ۰/۴ ± ۳۹/۵ میلیون سال تقریباً برابر با سن سینوگرانیت‌های توده نفوذی سرنوسر با سن‌های ۰/۷ ± ۳۹/۶، ۰/۳ ± ۳۹/۳ و ۰/۴ ± ۳۹/۱ میلیون سال است. سن‌سنجی اورانیوم-سرب توده‌های نفوذی سرخر و برمانی، نشان داد که مونزوگرانیت‌ها به ترتیب دارای سن ۰/۶ ± ۴۱/۷ و ۰/۳ ± ۴۱/۹ میلیون سال هستند، در حالی که سینوگرانیت‌ها توده نفوذی سرخر سن ۰/۳ ± ۳۷/۸، ۱/۷ ± ۳۷/۹ و ۱/۸ ± ۳۷/۴ میلیون سال دارند [۱۳].

بررسی شیمی زیرکن نشان داد که زیرکن‌های ماگمایی سرنوسر، اسکارن‌های وابسته و ریولیت دارای ناهنجاری یوروپیوم بالاتر (بیش از ۰/۳)، مقدار سریم بالاتر (بیش از ۱۰۰ گرم در تن)، مقادیر $10000*(Eu/Eu^*)/Y$ بیشتر از یک و مقادیر $(Ce/Nd)/Y$ بیشتر از ۰/۰۰۱ هستند، درحالی‌که نسبت Dy/Yb کمتری (از ۰/۲۱ تا ۰/۳۸) در مقایسه با توده‌های عقیم سرخر و برمانی (از ۰/۲ تا ۰/۵۱) دارند. مقادیر ناهنجاری یوروپیوم و سریم در توده‌های عقیم سرخر و برمانی به ترتیب کمتر از ۰/۳ و کمتر از ۱۰۰ گرم درتن است [۱۴]. توده‌های بارور با نسبت‌های بالای Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن (بیشتر از۱۵۰)، دمای تبلور بالاتر (میانگین ۸۱۷ درجه سانتیگراد)، و مقدار گریزندگی O_2 بالا (متوسط ΔFMQ بیش از ۷) مشخص می‌شوند، در حالی که توده‌های نفوذهای عقیم دارای نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} بسیار پایین‌تر (میانگین زیر ۵۰) و دمای تبلور پایین‌تر (میانگین ۷۲۰ درجه سانتیگراد)، و مقادیر کم fO_2 (میانگین از ۵- تا ۲- ΔFMQ) هستند [۱۴]. ویژگی‌های زمین شیمیایی عناصر در زیرکن‌های ریولیت شبیه توده‌های نفوذی بارور است. این سوال مطرح است که آیا بارور بودن و یا نبودن توده‌های نفوذی سرنوسر، سرخر و برمانی ارتباطی با ضخامت پوسته دارند یا خیر. ضخامت پوسته به شدت بر برخی از فرآیندهای زمین‌شناسی از جمله خاستگاه زیرکن (قاره‌ای یا اقیانوسی) [۱۵-۱۸]، بارور بودن فعالیت ماگمایی [۱۹، ۲۰] و فرسایش و هوازدگی [۲۱] اثر دارد. با این حال، ارزیابی تکامل ضخامت پوسته به دلیل فرسایش، هوازدگی و فرآیندهای زمین ساختی، چالش برانگیز بوده و پوسته قاره‌ای پس از شکل‌گیری مدام در معرض تخریب و ضخیم شدگی طی دگرگونی های زمین پویایی است [۲۲]. از این رو، پوسته قاره‌ای کنونی حفظ شده ممکن است نشان‌دهنده ضخامت واقعی آن در زمان ایجاد نخستین پوسته نباشد.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه معدنی سنگان بر گرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ تایباد [۲۳] با تغییرات. موقعیت ناهنجاری‌های مختلف در روند غربی-شرقی نشان داده شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.11.6]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.565]

بررسی‌های اخیر نشان داد که نسبت‌های عناصر ویژه (چون Sr/Y و La/Yb) در سنگ‌های متوسط تا فلسیک وابسته به ضخامت پوسته وابسته است [۲۴، ۲۵]. با وجود کاربردهای موفقیت آمیز آنها در بررسی‌های زمین پویایی و پی‌جویی‌ها، روش برپایه شیمی سنگ نیاز به نمونه‌برداری گسترده در مناطق وسیع دارد، و دسترسی به نمونه معرف کافی و مناسب شاید مشکل باشد [۲۲، ۲۶]. روش‌های جدید بر پایه ناهنجاری یوروپیوم و مقادیر La/Yb در سنگ کل هستند و از آنجا که، زیرکن یک کانی پایدار و مقاوم نسبت به هوازدگی و فرسایش است، نتایج برآمده از بررسی زیرکن سطح مطمئن تر از داده-های سنگ کل هستند [۲۲]. از این رو در این پژوهش، نقش ضخامت پوسته در تشکیل این توده‌ها با توجه به شیمی کانی زیرکن و مقادیر La/Yb در سنگ کل بررسی شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه معدنی سنگان

بررسی‌های کریم‌پور [۴] نشان می‌دهد که منطقه معدنی سنگان از کمربند آتشفشانی نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن بوده که با روند شرقی-غربی در شمال گسل درونه واقع است. این کمربند به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیت فلدسپارقلیایی (سی‌نیت و سینوگرانیت)، گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و دیوریت تشکیل شده است. توده گرانیتی سرنوسر در راستای شرقی-غربی نقش مهمی در کانی‌سازی اسکارن آهن در منطقه سنگان داشته است (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه سنگان نیز به طور عمده شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و رسوبی (چون توف، آگلومرا، ریولیت، چرت، شیل‌های سیلیسی و آهک) وابسته به پرکامبرین (پروتروزوئیک پسین) هستند که دچار دگرگونی منطقه‌ای درجه کم از نوع شیست سبز شده‌اند (شکل ۱).

واحد سنگی شیل، ماسه‌سنگ و گلسنگ از شیل، گلسنگ به همراه مقدار کمی ماسه‌سنگ ریزدانه و کوارتزیت به رنگ عمومی خاکستری تیره تشکیل شده است. این واحد سنگی در جنوب‌غربی منطقه مورد بررسی رخنمون دارد. سنگ‌های شیلی و گلسنگ‌ها با دایک‌های با ترکیب داسیتی قطع شده‌اند. دایک‌های با ترکیب داسیتی افزون بر واحد سنگی گلسنگ و شیل، همه واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه اکتشافی را در راستاها و فازهای مختلف قطع کرده‌اند. واحد سنگی آهک بلورین-آهک دولومیت به رنگ زرد نخودی، خاکستری تا خاکستری مایل به روشن بوده و بسیار ریز بلور و متراکم است. بخش عمده این سنگ‌ها در اثر عوامل زمین ساختی، شکسته و خرد شده و به علت نزدیکی با گرانیت‌های سرنوسر بعضی از بخش‌های آن دگرگون‌شده و گاهی نیز دولومیتی شده است. واحد درهم آمیخته کنگلومرا و توف شامل مجموعه در هم آمیخته‌ای از سنگ‌های آذرآواری بصورت توف و کنگلومراهایی با قطعه‌هایی آواری چون گلسنگ و شیل است. رخنمون این واحد بخش گسترده‌ای از کرانه جنوبی منطقه اکتشافی را دربر می‌گیرد. رنگ رخنمون هوازده آن اغلب قهوه‌ای تیره تا سبز تیره است و برونزدهای این واحد سنگی ساختار توده‌ای دارند. سنگ‌های گرانیتی در منطقه معدنی سنگان شامل دو توده بزرگ نفوذی به نام‌های گرانیت سرنوسر و سرخر و برمانی هستند که به شکل استوک با گسترش بسیار در راستای شرقی- غربی به ترتیب در شمال و جنوب کانی‌سازی‌های اسکارن قرار دارند (شکل‌های ۲ و ۳). در مرز گرانیت سرنوسر با سنگ‌های کربناتی، دگرگونی مجاورتی از نوع اسکارن و سیلیکات آهکی هورنفلس (اسکارنوئید) رخ داده است و سنگ‌های کربناتی منطقه اغلب به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند [۵]. پهنه‌های اسکارنی در سراسر منطقه سنگان رخنمون دارند و از غرب تا شرق دارای ترکیب متفاوتی هستند. مهمترین پهنه‌های اسکارنی شامل گارنت اسکارن، پیروکسن اسکارن، فلوگوپیت اسکارن، اکتینولیت اسکارن و کلریت اسکارن هستند. داشتن ویژگی‌های مشابه با گرانیتوئیدهای نوع I از جمله فراوانی کانی‌های هورنبلند، مگنتیت، بیوتیت و اسفن و نبود موسکویت اولیه، گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت و نیز فراوانی مجموعه‌ها و دایک‌های متعدد با ماهیت نیمه قلیایی تا قلیایی در منطقه و سرانجام نبود کرندوم در متوسط نمونه‌ها از مشخصه‌های بارز فعالیت ماگمایی سنگان است. ماهیت آهکی‌قلیایی، پتاسیم بالا و متاآلومین تا کمی پرآلومین بودن فعالیت ماگمایی سنگان بیانگر ارتباط فعالیت ماگمایی با محیط فرورانش و قرار گرفتن آن در موقعیت کمان آتشفشانی است [۲، ۳، ۷، ۱۲]. مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین بیرونی فلسیک تا حد واسط (داسیت و ریولیت) با سن ائوسن پسین تا الیگوسن پیشین به شکل دایک و آذرین لایه مجموعه سنگ-های قدیمی را قطع کرده است. این سنگ‌ها در جنوب و جنوب غربی و نیز به طور پراکنده در سایر نقاط منطقه معدنی سنگان دیده می‌شوند. رنگ عمومی این سنگ‌ها خاکستری تا خاکستری روشن است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.11.6]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.565]



شکل ۲ نمایی از توده نفوذی گرانیتوئیدی سرنوسر که در راستای آن، کانی‌سازی اسکارن در منطقه معدنی سنگان رخ داده است (دید به سمت شمال).



شکل ۳ نمایی از توده نفوذی گرانیتوئیدی سرخر در جنوب‌شرق ناحیه معدنی سنگان که هیچ آثار کانی‌سازی در ارتباط با آن دیده نشده است (دید به سمت شمال).

روش بررسی

تعداد ۳ نمونه از توده نفوذی سرنوسر (DA، TP و CSK) و چهار نمونه از توده نفوذی سرخر (SK-01، SK-1-1، SK-1-2 و SK-2-2) و یک نمونه از توده (BR-01) برمانی انتخاب گردیدند و زیرکن آنها جدا شد. زیرکن‌های جداشده از توده-های نفوذی سرخر و برمانی در دانشگاه علوم زمین ووهان در چین با دستگاه کندوسوز لیزریGeolasPro شامل یک لیزر اگزایمر ArF مدل COMPexPro102 با طول موج ۱۹۳ نانومتر و بیشینه انرژی ۲۰۰ میلی‌ژول و یک سامانه نوری MicroLas تجزیه شیمیایی شدند. قطر نقطه تجزیه انتخاب شده بر بلورهای زیرکن ۳۲ میکرون با بسامد ۱۰ هرتز بود و تجزیه شیمیایی با طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.11.6]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.565]

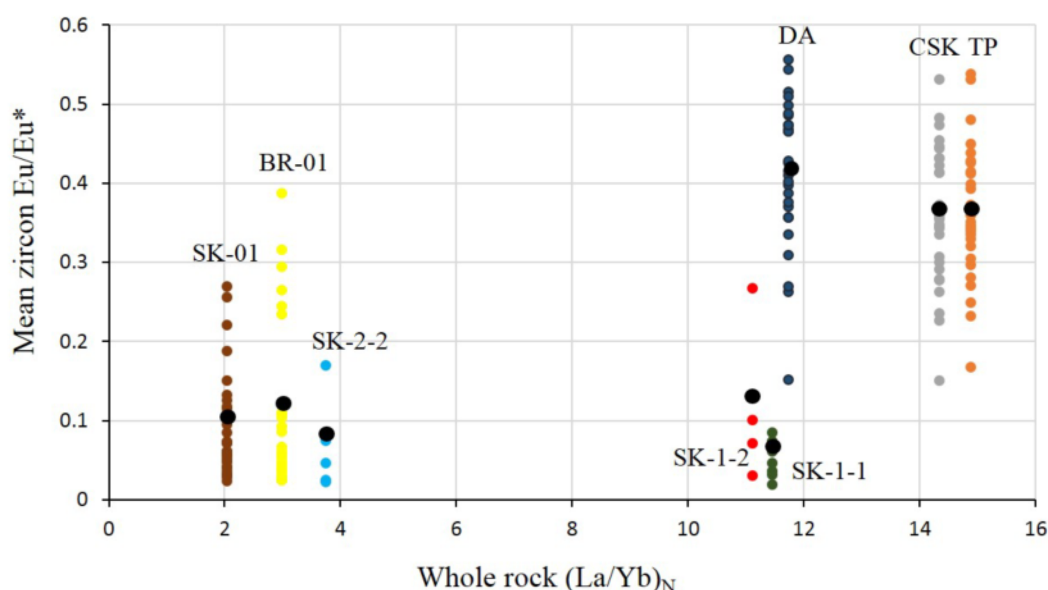
(ICP-Ms) مدل Agilent 7500a انجام شد. از نمونه مرجع NIST610 برای اعتبارسنجی نتایج شیمی زیرکن استفاده شد. زیرکن‌های جداشده از نمونه‌های سرنوسر در شرکت خدمات اکتشافی نانجینگ چین توسط لیزر با چگالی انرژی ۳،۶ J/cm^2، اندازه نقطه ۳۰ میکرومتر و بسامد ۵ هرتز از نظر عناصر کمیاب تجزیه زمین شیمیایی شدند. برای اعتبارسنجی نتایج و واسنجی از نمونه‌های مرجع NIST SRM 610 و زیرکن ۹۱۵۰۰ (۱۰۶۵ Ma) [۲۷، ۲۸]) استفاده شده است. همچنین تجزیه شیمیایی سنگ کل برای عناصر خاکی نادر برگزیده به روش ICP-MS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد.

نتایج

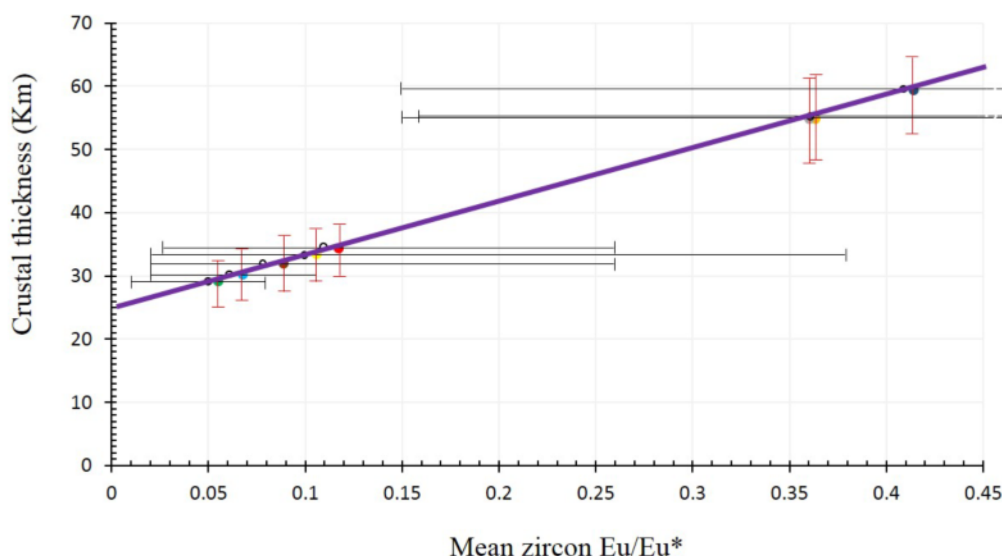
شکل ۴ همبستگی مثبت معنی داری بین مقادیر ناهنجاری Eu-Eu* زیرکن‌های مورد بررسی و مقادیر $(La/Yb)_N$ سنگ کل (بهنجارشده به کندریت [۲۹]) نشان می‌دهد. از این رو می‌توان از داده‌های شیمی زیرکن برای بازسازی ضخامت پوسته در منطقه معدنی سنگان استفاده کرد. از سویی، یک رابطه تجربی بین مقادیر $(La/Yb)_N$ سنگ کل و ضخامت پوسته وجود دارد [۲۵]. بنابراین سعی شد تا ضخامت پوسته با استفاده از مقادیر ناهنجاری Eu-Eu* زیرکن‌های مورد بررسی براساس رابطه زیر بازسازی شود [۲۲، ۳۰].

$$Z = (84.2 \pm 9.2) \times Eu/Eu^*_{zircon} + (24.5 \pm 3.3)$$

در این رابطه، مقدار Z برابر ضخامت پوسته محاسبه شده بوده و مقادیر ناهنجاری Eu/Eu* نیز از تجزیه زیرکن درنمونه‌های برداشتی بدست آمده است. نتایج نشان می‌دهد که ضخامت پوسته از ۵۲،۲۵ تا ۶۶،۴۷ km (با میانگین ۵۹،۳۶ km) برای نمونه DA، از ۴۸،۴۳ تا ۶۱،۷۲ km (با میانگین ۵۵،۰۸ km) برای نمونه TP، از ۴۸،۲۲ تا ۶۱،۴۵ km (با میانگین km ۵۵،۸۳) برای نمونه CSK متغیر است که بیشتر از ضخامت محاسبه شده برای نمونه‌های گرانیتوئید سرخر و برمانی هستند. ضخامت پوسته برای نمونه‌های گرانیتوئید سرخر و برمانی از ۲۹،۱۲ تا ۳۶،۶۷ km (با میانگین ۳۳،۳ km) برای نمونه BR-01، از ۲۷،۸۷ تا ۳۶،۱۰ km (با میانگین km ۳۱،۹۸) برای نمونه SK-01، از ۲۵،۳۲ تا ۳۲،۹۳ km (با میانگین ۲۹،۱۳ km) برای نمونه SK-1-1، از ۳۰،۰۰ تا km ۳۸،۷۶ (با میانگین ۳۴،۳۸ km) برای نمونه SK-1-2 و از ۲۶،۲۶ تا ۳۴،۱۱ km (با میانگین ۳۰،۱۹ km) برای نمونه SK-2-2 هستند. با توجه به بالاتر بودن مقادیر ناهنجاری Eu/Eu* درنمونه‌های گرانتیوئیدی سرنوسر (به ترتیب با میانگین ۰،۴۱، ۰،۳۶ و ۰،۳۶ برای نمونه‌های DA، TP و CSK) نسبت به این مقادیر در سرخر و برمانی (۰،۱ در Br-01، ۰،۰۸ در SK-01، ۰،۰۵ در SK-1-1، ۰،۱۱ در SK-1-2 و ۰،۰۶ در SK-2-2)، می‌توان نتیجه گرفت که این افزایش ضخامت پوسته منطقی و قابل پیش‌بینی است (شکل ۵). وایازش خطی بعنوان شاخصی از اعتبارسنجی دراین شکل نشان می‌دهد که داده‌ها اعتبار بالایی دارند (شکل ۵).



شکل ۴ میانگین ناهنجاری Eu/Eu* زیرکن نسبت‌به $(La/Yb)_N$ سنگ‌کل بهنجار شده به کندریت [۲۹]. خطا براساس۲سیگما محاسبه شده است.



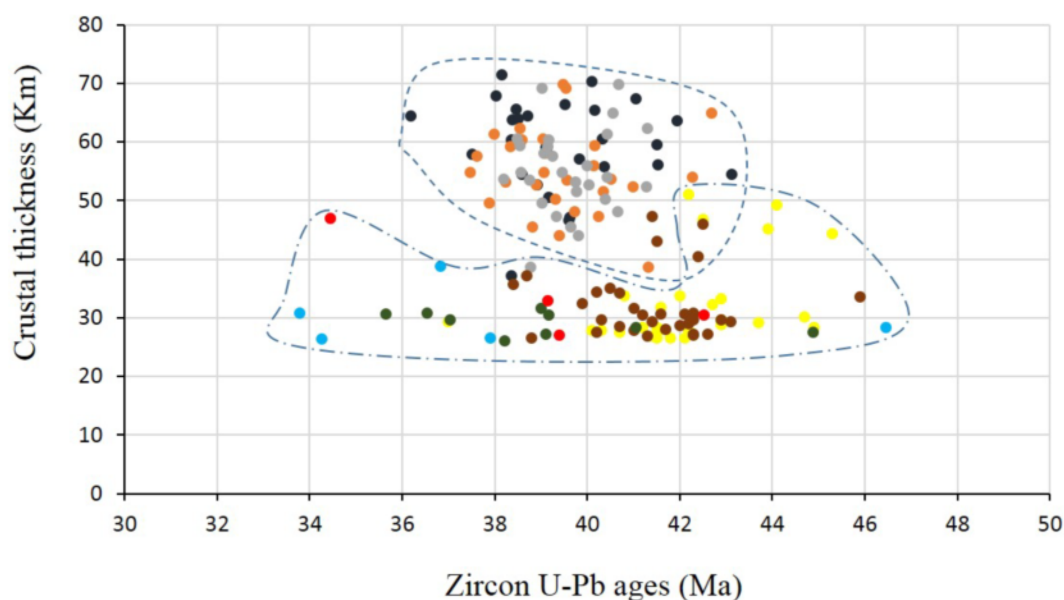
شکل ۵ میانگین ناهنجاری Eu/Eu* زیرکن نسبت به ضخامت پوسته و رسم خط وایازش (خط بنفش). گستره مقادیر میانگین ناهنجاری Eu/Eu* برای هر داده با خط سیاه و میانگین آن با دایره سیاه توخالی، مقادیر گستره ضخامت پوسته برای هرداده با خطوط قرمز و میانگین آن برای هرنمونه با رنگ مشخص (مشابه شکل ۴) نشان داده شده است. خطا براساس ۲ سیگما محاسبه شده است.

بحث

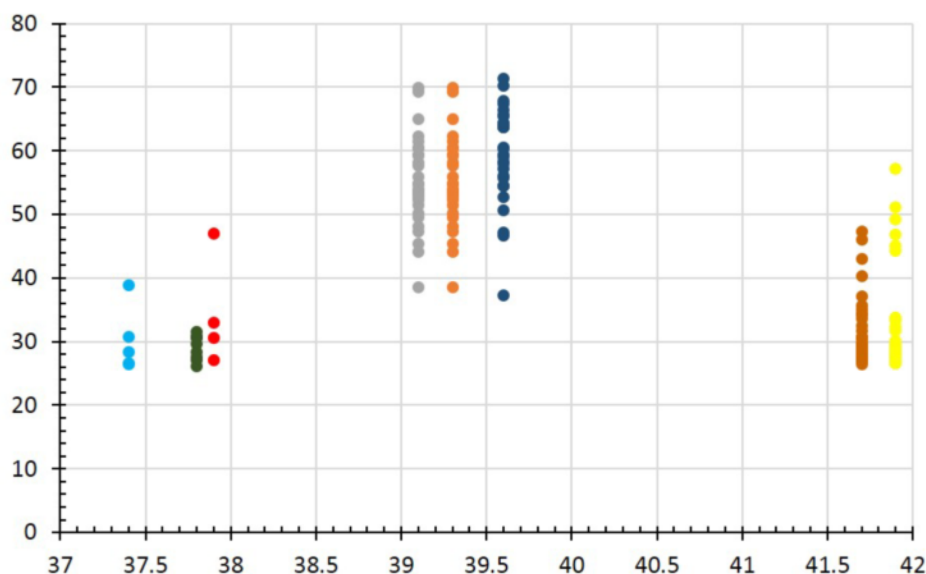
فلات ایران معمایی پیچیده از قطعه‌های قاره‌ای و اقیانوسی است که در زمان بسته‌شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس در هم آمیخته شده‌اند و چند کمان و پشت کمان آتشفشانی در سراسر ایران تشکیل شده است [۳۱، ۳۲]. ساختار فلات نشانگر تکامل زمین‌شناسی- زمین‌ساختی، از جمله فرورانش، برخورد، و فعالیت ماگمایی در کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیاست [۳۱]. بازسازی ضخامت پوسته ایران که با روش‌های زمین فیزیکی انجام شد نشان داده که ضخامت پوسته قاره‌ای ایران طی زمان زمین‌شناسی با توجه به گسترش کمان آتشفشانی و پشت کمان در ارتباط با آن دستخوش تغییراتی شده است [۳۳، ۳۴]. ناهنجاری Eu/Eu* (بهنجار شده نسبت به کندریت بر پایه رابطه $(Eu/\sqrt{(Sm \times Gd)})$ در زیرکن دیده شده است که این مقدار توسط Eu/Eu* در مذاب و توزیع مقادیر Sm-Eu-Gd بین زیرکن و مذاب تعریف می‌شود. یوروپیوم (Eu) به صورت Eu^{2+} و Eu^{3+} در بیشتر سامانه‌های ماگمایی وجود دارد. Eu^{2+} از آنجا که ویژگی‌های زمین شیمیایی شبیه به Sr^{2+} دارد، به شدت در شبکه پلاژیوکلاز وارد می‌شود [۳۵]. بنابراین تبلور پلاژیوکلاز باعث تهی‌شدگی Eu نسبت به دو عنصر همسایه خود یعنی Sm و Gd شده که در مذاب باقی می‌چون. درنتیجه، زیرکن‌های متبلور شده از مذاب ناهنجاری منفی یا Eu/Eu* <1 دارند [۳۶]. Eu/Eu* زیرکن به Eu^{2+} و Eu^{3+} در مذاب نیز حساس است، زیرا Eu^{2+} به طور قابل توجهی ناسازگارتر از Eu^{3+} در شبکه زیرکن است [۳۷]. با ضخیم‌شدن پوسته قاره‌ای، جدایش بلوری در فشار بالا رخ می‌دهد، از این رو پلاژیوکلاز متبلور نشده و در این صورت ناهنجاری منفی Eu/Eu* رخ نمی‌دهد. در این شرایط، گارنتی متبلور می‌شود که ترجیحاً Fe^{2+} را نسبت به Fe^{3+} از مذاب جدا می‌کند و باعث افزایش Fe^{3+} شده و ناهنجاری مثبت Eu/Eu* رخ می‌دهد [۳۸]. درصورتی که ضخامت پوسته کم باشد، پلاژیوکلاز متبلور شده و ناهنجاری منفی Eu/Eu* در زیرکن رخ می‌دهد [۳۸]. با بررسی نتایج بدست آمده در این پژوهش، می‌توان به روشنی تفاوت در ناهنجاری Eu/Eu* را در نمونه‌ها مشاهده کرد. نمونه‌های گرانیتوئیدی بارور سرنوسر ناهنجاری منفی Eu/Eu* کمتری نسبت به نمونه‌های عقیم سرخر و برمانی دارند. فوگاسیته اکسیژن بیشتر و همچنین دمای تبلور بالاتر گرانتیوئید سرنوسر از دیگر ویژگی‌های آن هستند که به بارور بودن آن کمک کرده‌اند [۱۴]. بازسازی ضخامت پوسته در منطقه معدنی سنگان نشان می‌دهد که گرانیتوئید سرنوسر در عمق بیشتری نسبت به گرانیتوئیدهای سرخر و برمانی تشکیل شده است (شکل ۵). الگوی بازسازی ضخامت پوسته محاسبه شده نسبت به سن زیرکن در شکل ۶ نشان داده شده است. در این شکل نیز مشخص است که گرانیتوئید سرنوسر با یک

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.11.6]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.565]

تفاوت معنادار درعمق بیشتری نسبت به گرانیتوئیدهای سرخر و برمانی تشکیل شده است. شکل ۷ ضخامت پوسته را در هر سنگ به تفکیک و با توجه به سن میانگین بدست آمده از زیرکن‌ها نشان می‌دهد. دیده می‌شود که گرانیتوئید سرنوسردر گستره زمانی ۳۹ تا ۴۰ میلیون سال در ضخامت پوسته‌ای حدود ۴۸٫۲۲ تا ۶۶٫۴۷ کیلومتر تشکیل شده و گرانیتوئیدهای سرخر-برمانی که در دو گستره زمانی ۴۱ میلیون سال و حدود ۳۷ میلیون سال تشکیل شده‌اند، در ضخامت پوسته حدود ۲۵٫۳۲ تا ۳۸٫۷۶ کیلومتر شکل گرفته‌اند. گفتنی است که تعیین ضخامت پوسته بر اساس Sr/Y سنگ کل، به دلیل تعداد کم نمونه‌های تجزیه شده و همچنین خطای احتمالی در تجزیه شیمیایی در این جا ارائه نشد. از این رو می‌توان گفت که در زمان فعالیت ماگمایی منطقه معدنی سنگان، گرانیتوئید سرنوسر در عمق بیشتری نسبت به گرانیتوئیدهای سرخر و برمانی جایگزین شده و ضخامت پوسته بیشتری را نشان داده است.



شکل ۶ نمودار سن بدست آمده برای زیرکن درهر نمونه نسبت به ضخامت پوسته (رنگ هر نمونه مشابه شکل ۴).



شکل ۷ نمودار ضخامت پوسته نسبت به میانگین سن برای هر نمونه (رنگ هر نمونه مشابه شکل ۴). خطا براساس ۲ سیگما محاسبه شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.11.6]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.565]

برداشت

در بررسی توده‌های نفوذی منطقه سنگان، رخداد ناهنجاری Eu/Eu* با مقادیر $(La/Yb)_N$ سنگ کل و همبستگی مثبت آن‌ها این امکان را ایجاد کرد تا ضخامت پوسته را براساس ناهنجاری Eu/Eu* در دو توده نفوذی بارور سرنوسر و عقیم سرخر و برمانی بازسازی نمود. نتایج بررسی‌های نشان داد که ضخیم‌شدن پوسته به احتمال بسیار باعث بارور شدن گرانیتوئید سرنوسر و در نتیجه بالاتربودن ناهنجاری Eu/Eu*، افزایش فوگاسیته اکسیژن و دمای تشکیل گرانیتوئید شده است. باید توجه داشت که ناهنجاری منفی Eu/Eu* فقط با ضخامت پوسته ارتباط ندارد و تغییرات در فشار، جذب مواد پوسته بالغ، تغییرات شرایط احیایی در مذاب و ذوب‌بخشی تختال فرورفته نیز می‌توانند اثر گذار باشند. از این رو تنها نمی‌توان با شاخص ناهنجاری Eu/Eu* در زیرکن، بین فشار بالا درون پوسته‌ای و ذوب بخشی تختال تمایز قائل شد. از سوی دیگر، بازسازی ضخامت پوسته در منطقه معدنی سنگان همخوانی با نتایج سنگ کل و مقادیر Sr/Y ندارد. نتایج این پژوهش نشان داد که می‌توان از شیمی زیرکن برای بازسازی ضخامت پوسته درکل کمان‌های ماگمایی ایران استفاده کرد. برای این منظور باید تعداد نمونه‌های زیرکن بیشتری در گستره زمانی کرتاسه تا کواترنری بررسی شوند تا بتوان ساختار پوسته و تغییرات ضخامت را طی زمان مورد نظر بازسازی کرد.

قدردانی

نویسندگان مقاله از Shuyun Cao و Zhang Rongqing به دلیل انجام تجزیه زیرکن کمال تشکر را دارند. از آقایان حامد ابراهیمی فرد و علی اکبر بشکنی به دلیل همکاری در نمونه‌برداری و آماده‌سازی آنها تشکر می‌شود. از داوران محترم مجله نیز که نظرات آنها باعث بهبود مقاله شده، تشکر و قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., *"Geochemistry and mineralogy of skarn zones and petrology of source rock Sangan iron mine, Khorasan Razavi, Iran",* Scientific Quarterly Journal, Geosciences 65 (2007) 108–125.

[2] Golmohammadi A., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., Mazaheri S.A., *"Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran",* Ore Geology Reviews 65(2) (2015) 545–563.

[3] Malekzadeh Shafaroudi A., Mazhari N., Ghaderi M., *"Geology, mineralogy, and chemistry of skarn zones and orebody in Ma'danjoo iron skarn prospect area, east of Sangan mine, Khaf, NE Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (1) (2016) 83-98.*

[4] Karimpour M.H., *"Geochemistry and mineralogy of the Khorasan Sangan iron ore deposits", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 2 (2) (1994) 145-156.*

[5] Kaheni Sh., Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M.H., *"The geochemistry and mineralogy of North C ore body and Baghak anomaly and determination of two Pyrrhotite generations which are different in composition in Sangan mine, eastern Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 16 (2) (2008) 313-326.*

[6] Mazaheri S.A., *"Classification of amphiboles from Iron ore deposits, Sangan area, Khaf", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 10 (1) (2002) 67-80.*

[7] Mazaheri N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M.,*"Geology, mineralogy and geochemistry of Ferezneh ferromanganese anomaly, east of Sangan mines complex, NE Iran", Iranian Journal of Economic Geology 7 (1) (2015) 23-37.*

[8] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M. H., Golmohammadi A., *"Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-north and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 64 (2013) 256–271.

[9] Mazhari N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., Star Lackey J., Lang Farmer G., Karimpour M.H., *"Geochronological and Geochemical Characteristics of Fractionated I-type Granites Associated with the Skarn Mineralization in the Sangan Mining Region, NE Iran",* Ore Geology Reviews 84 (2017) 116-133.

[10] Ghasemi Siani M., Mehrabi B., *"Mineralogy and mineral chemistry of silicate mineral of Dardvay Fe skarn ore deposit (Sangan mining area, NE Iran)",* Iranian Journal of

[20] Lee, C.T.A., Tang, M., *"How to make porphyry copper deposits"*. Earth and Planetary Science Letters 529 (2020) 115868, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115868.

[21] Larsen, I.J., Montgomery, D.R., Greenberg, H.M., *"The contribution of mountains to global denudation"*. Geology 42 (2014) 527–530.

[22] Tang, M., Ji, W.Q., Chu, X., Wu, A., Chen, Ch., *"Reconstructing crustal thickness evolution from europium anomalies in detrital zircons"*. Geology 49 (1) (2021) 76–80.

[23] Geological Survey of Iran, *"Report of Taybad geological map at the scale 1/250000", (1990) 150p.*

[24] Chapman, J.B., Ducea, M.N., DeCelles, P.G., Profeta, L., *"Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera"*. Geology 43 (2015) 919–922.

[25] Profeta, L., Ducea, M.N., Chapman, J.B., Paterson, S.R., Gonzales, S.M.H., Kirsch, M., Petrescu, L., DeCelles, P.G., *"Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs"*. Scientific Reports 5 (2015) 17786, https://doi.org/10.1038/srep17786.

[26] Hu, F., Ducea, M.N., Liu, Sh., Chapman, J.B., *"Quantifying Crustal Thickness in Continental Collisional Belts: Global Perspective and a Geologic Application"*. Scientific Reports 7 (2017) DOI:10.1038/s41598-017-07849-7.

[27] Wiedenbeck, M., All´e, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., *"Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses"*. Geostandards Newsletter 19 (1995) 1–23.

[28] Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, O., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q., Zheng, Y.-F., *"Further characterisation of the 91500 zircon crystal"*. Geostandards and Geoanalytical Research 28 (1) (2004) 9–39.

[29] Sun, S.S., McDonough, W.F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes". In:* Crystallography and Mineralogy 26 (4) (2019) 871-884.

[11] Ghasemi Siani M., Mehrabi B., *"Geothermometry of Dardvay anomaly skarn zones, Sangan mining area)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 28 (1) (2020) 125-140.

[12] Golmohammadi, A., Mazaheri, S.A., Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H., *"Zircon U-Pb dating and geochemistry of Sarkhar and Bermani granitic rocks, East of Sangan iron mine, Khaf"*. Iraninan Journal of Petrology 17, (2014) 83–102.

[13] Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Zhang, R., Neubauer, F., Lentz, D.R., Tale Fazel, E., Karimi Shahraki, B., *"Mineralogy, petrochronology, geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Dardvay skarn iron deposit, Sangan mining district. NE Iran"*. Ore Geology Reviews 134, (2021) https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104146.

[14] Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Cao, S., Zhang, R., *"Geochronology and geochemistry of zircons from fertile and barren intrusions in the Sangan mining area (NE Iran): Implications for tectonic setting and mineral exploration"*. Journal of Asian Earth Sciences 233 (2022) 105243, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105243.

[15] Ducea, M.N., *"Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: A California arc perspective"*. Journal of Geophysical Research 107 (2002) 2304, https://doi.org/10.1029/2001JB000643.

[16] Ducea, M.N., Saleeby, J.B., Bergantz, G., *"The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs"* Annual Review of Earth and Planetary Sciences 43 (2015) 299–331.

[17] Farner, M.J., and Lee, C.-T.A., *"Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study"*. Earth and Planetary Science Letters 470 (2017) 96–107.

[18] Tang, M., Erdman, M., Eldridge, G., Lee, C.-T.A., *"The redox "filter" beneath magmatic orogens and the formation of continental crust"*. Science Advances 4 (2018) 1–7, https://doi.org/10.1126/sciadv.aar4444.

[19] Kay, S.M., *"Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust"* GSA Today 11 (3) (2001) 4–9.

Tang, Zh., Sandvol, E., *"Crustal and uppermost mantle shear wave velocity structure beneath theMiddle East from surface wave tomography"*. Geophysical Journal International 221 (2020) 1349–1365.

[35] Ren, M., *"Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between alkali feldspar and peraluminous silicic magma"*. American Mineralogist 89 (2004) 1290–1303.

[36] Holder, R.M., Yakymchuk, C., Viete, D.R., *"Accessory mineral Eu anomalies in suprasolidus rocks: Beyond feldspar"* Geochemistry Geophysics Geosystems (2020), https://doi .org/10.1029/2020GC009052.

[37] Thomas, J.B., Bodnar, R.J., Shimizu, N., Sinha, A.K., *"Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon"*. Geochimica et Cosmochimica Acta 66 (2002) 2887–2901.

[38] Tang, M., Lee, C.T.A., Costin, G., Höfer, H.E., *"Recycling reduced iron at the base of magmatic orogens"*. Earth and Planetary Science Letters 528 (2019) 115827, https://doi .org/10.1016/ j.epsl.2019.115827.

Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313–345.

[30] McKenzie, N.R., Smye, A.J., Hegde, V.S., Stockli, D.F., *"Continental growth histories revealed by detrital zircon trace elements: A case study from India"*: Geology 46 (2018) 275–278.

[31] Stern, R.J., Moghadam, H.S., Pirouz, M., Mooney, W., *"The Geodynamic Evolution of Iran"*. Anniversary Review of Earth and Planetary Science 49 (1) (2021) 9–36.

[32] Boutoux, A., Briaud, A., Faccenna, C., Ballato, P., Rossetti, F., Blanc, E., *"Slab folding and surface deformation of the Iran mobile belt"*. Tectonics, 40, (2021) e2020TC006300. https:// doi.org/10.1029/2020TC006300.

[33] Teknik, V., Thybo, H., Artemieva, I.M., Ghods, A., *"A new tectonic map of the Iranian plateau based on aeromagnetic identification of magmatic arcs and ophiolite belts"*. Tectonophysics 792 (2020) 228588. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228588.

[34] Kaviani, A., Paul, A., Moradi, A., Martin Mai, P., Pilia, S., Boschi, L., Rumpker, G., Lu, Y.,

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.11.6]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.565]